砂層の成層構造による液状化時の水膜生成と地盤安定性への影響

國生 剛治*

要 旨

砂地盤においてよく見られる成層構造が液状化時の挙動に及ぼす影響を調べるために2種類の模型実験を行った。まず、成層構造を模擬した1次元の緩い飽和砂層の液状化実験によって、砂層に含まれる低透水層の直下で下部から絞り出された間隙水が一時貯留されて、容易に水膜が形成されることを示した。水膜の生成メカニズムは、下部からの液状化による過剰間隙水の浸透力が低透水中間層をさらに上にある反力を支え得る層に押しつけることにより説明できる。次に、水膜が液状化時の地盤安定性に及ぼす影響を模型斜面の振動実験で調べたところ、水膜の発生しない均質砂層の流動破壊はほぼ振動中にのみ連続的なモードで生じるのに対し、不均質砂層で水膜が発生すると、地盤の流動破壊は過去の地震被害でしばしば見られたように震動終了後も継続し、水膜に沿って不連続的に生じることが示された。また、浸透力により低透水層が破られると、上部層は局所的に再液状化し不安定化する可能性があることもわかった。このように、砂層の不均質性に起因する液状化時の水膜の生成と、それが流動破壊のモード、タイミング、流動量などに大きな影響を及ぼす可能性が明らかになった。

Key words : 液状化 liquefaction, 側方流動 lateral flow, 成層 stratification, 透水性 permeability

1. は じ め に

地震時の砂層の液状化による側方流動は、1964年の新潟地震、1983年の日本海中部地震、1995年の兵庫県南部地震などで構造物や基礎に大きな被害をもたらしてきた。新潟地震においては、信濃川への地盤の大規模な流動が主に震動終了後に生じた¹⁾。また、アースダム、盛土などにおける地震時の側方流動による被害例のいくつかにおいては、側方流動が、地震時ばかりでなく、地震終了後に生じたことが明らかにされている²⁾。最近の例ではニュージーランドの橋が地震後1時間後に側方流動による地盤変状で通行不能となった例も紹介されている³⁾。また、1995年のギリシャの地震では地震後の海底地滑りによる海岸沿いの地盤の流失事例が紹介されている⁴⁾。これらの例は、流動破壊の駆動力として、地震の慣性力よりむしろ地盤の高低差によるせん断力の方が本質的であることを示唆している。しかしながら、既往の1 G場あるいは遠心場での均一な砂層を対象とした模型実験では振動が終了すると、液状化が継続していても側方流動は停止することが示されている。一方、これらの流動は地盤の傾斜が1度以下の非常に小さな

場合でも数メートルの大きさで生じることが示されており⁵⁾、砂のせん断強度がきわめて小さくなり得るメカニズムによらないと説明できないと思われる。

実際の砂層は堆積環境によっても異なるが、一般には不均質であり、粒径の異なるシルト質砂や礫質砂を含む複数の薄層を挟んだ構造を呈する。このような砂層が液状化すると過剰間隙水は地表に向かって上昇するが、その途中にある低透水層の直下に貯留され水膜が形成されると考えられる。これは低透水薄層直下での土粒子間隙の再配分が生じる現象とも解釈できる。

本論では、まず実際の砂地盤の不均質性についての調査例を簡単に紹介する。次に、筆者らの最近の系統的研究に基づき^{6)~11)}、1次元地盤の模型実験により水膜が透水性の異なる中間層を挟む液状化砂層中において生成するメカニズムを検討する。さらに、2次元の飽和砂地盤を用いた模型振動実験により、水膜現象が流動破壊に与える影響を定性的に明らかにする。

2. 砂地盤の成層構造調査例

第1の調査地点は千葉県東京湾沿いの埋め立て地である。海底土砂をポンプ浚渫し、排砂管から海水とともに排砂することにより造成したもので、造成してから約20年と非常に若い地盤である。地下水を低下させて掘削した斜面

* 中央大学理工学部土木工学科 Civil Engineering Department, Science and Engineering Faculty, Chuo University (会員) E-mail: kokusho@civil.chuo.ac.jp

の露頭(写真-1)において、斜面の最急勾配測線に沿って深さ約6mの区間で厚さ2cmピッチの連続的なサンプリングを行い、図-1に示す深さ方向の粒度の分布特性を得た。これによれば、例えば0.075mm以下の重量百分率は0.5~2mの間隔でピークを示しており、上下方向に明瞭な不均質性を示している。この細粒分を多く含む層の水平方向への連続性は写真-1に示したように明瞭である。

第2の調査地点は1964年の新潟地震で液状化した新潟市の信濃川沿いの河口部の沖積砂地盤である。この地点の深

写真-1 浚渫埋立砂層の掘削斜面における成層構造
掘削斜面小段のドレーンパイプの上端の標高は3.4m

図-1 浚渫埋立砂層における深度方向の粒度の不均質性の調査例

さ10mほどの掘削斜面の露頭において、露頭斜面の最急勾配測線に沿って厚さ10cmピッチ(変化が激しい区間では2cmピッチ)の連続的なサンプリングを行い、図-2のような深さ方向の粒度の分布特性を得た。千葉県埋立地盤と異なり、標高3.8m以浅はかなり均質な砂からなるが、粒径0.250~0.425mmあたりの含有率は1~2mのピッチで増減を繰り返す。また、それ以深の区間では何枚かの細粒分を多く含む層が現れる。これらの層の水平連続性については、測線から両側10mの範囲で確認している。新潟市については、大規模な液状化および側方流動を生じた川岸町付近において多数のボーリングデータから描いた地層構造¹²⁾がやはり複数の細粒土層を含んでいることも明らかになっている。

このように、浚渫埋立地盤は勿論のこと、大河川の河口付近の自然堆積地盤においても砂層は決して均質ではなく、シルト以下の細粒分を多く含む層を複数挟む場合が多いことが示された。このような細粒層はそれを挟む砂層よりも透水係数が当然小さく、地盤内の常時の地下水の流れに大きな影響を与えることはしばしば現場技術者から指摘されてきた。一方、砂層中のこの不均質性は地震時に砂層が液状化する場合にも大きな影響を及ぼすものと考えられるが、その重要さにもかかわらず現在までに十分な検討が全くされてこなかった。

図-2 新潟市の信濃川沿いの砂層における深度方向の粒度の不均質性の調査例

3. 水膜の生成メカニズムに関する1次元砂層模型実験

前述のような砂層の成層構造が砂層の液状化時に与える影響を基礎的に明らかにするために、地盤を模擬した単純な1次元模型実験を行った。そして、成層構造の異なるいくつかの実験の結果から、水膜の生成されるメカニズムを考察した。

3.1 シルトシーンを挟んだ実験

図-3に示すように、内径130mm、高さ2115mmのアクリル透明円筒土槽に水を満し、上から乾燥した豊浦標準砂を堆積させて厚さ200cmの緩い砂層を作製する。その途中で、土槽底面から96cmの位置に、非塑性シルトで厚さ4mmのシルトの薄層をやはり水中堆積により挟み込む。この砂層に土槽の支持台よりバネの力を用いた打撃機により一定打撃力を加えて、一瞬の間で液状化を発生させる。液状化終了後の沈下による鉛直ひずみは3%程度で新潟地震で実際に地盤に生じた鉛直ひずみにほぼ対応している。このときの砂層の沈下やシルト薄層直下の水膜の厚さの時間変化をビデオ映像により、また間隙水圧を5箇所の間隙水圧計により計測した。また、比較のため、シルト層のない均質な豊浦砂のみの試験も行った。図-4に用いた土質材料の粒度分布を示す。

図-5(a)にはシルト層がある場合の砂層の2箇所の沈下量(表面と底面より96cmの位置)と水膜厚さの時間変化を、同図(b)にはシルト層がない場合の同じ位置での砂層の沈下量を示す。シルト層がある場合のシルトより上部と下部の砂の平均的相対密度は13%と39%、シルト層のない場合の対応する部分の相対密度は14%と41%でほぼ同じである。図には沈下カーブの明瞭な変化点を p1 から p5 までの符

号で示している。すなわち p1 は打撃時点、p2 は下部層の再堆積終了時点、p3 は上部砂層の再堆積終了時点、p4 は水膜消滅時点、p5 は砂層の沈下終了時点である。p1 でゆるぎの砂の粒子は砂層全体で懸濁状態となるが、その後から砂層の底部から土粒子の再堆積が始まり、この再堆積面がほぼ一定の早さで上昇するにともない砂層の沈下が生じる。シルト層がない場合は、p3 で再堆積と沈下は同

図-4 実験に用いた土質材料の粒度分布

(a) シルトシーあり

(b) シルトシーなし

図-3 透明円筒土槽中に作成したシルト薄層を含んだ飽和砂層と打撃装置

図-5 シルトシーの有無による砂層の沈下量と水膜厚さの時間変化の対比

図-6 シルト薄層の有無による砂層中の過剰間隙水圧の時間変化の対比

時に終了する。シルト層がある場合は、砂層の沈下の仕方はかなり異なり、打撃の瞬間 p_1 の直後から下部層表面の沈下量とほぼ同じペースで水膜が成長し、 p_2 で最大厚さになる。すなわち、下部層からでてきた過剰間隙水が低透水層であるシルト層直下に貯留され水膜を形成する。その後、水膜が上部への浸透流により徐々に厚さを減じるにしたがい、 p_3 以降も上部層全体の長期的沈下が継続し、 p_4 で水膜が消滅し p_5 で圧密による沈下が終了する。

図-6(a), (b)は同じ実験で得られた過剰間隙水圧分布の時間変化を示している。同図(b)に示す均質砂層では、下部から水圧の消散と土粒子の再堆積が生じ、再堆積した部分の動水勾配はほぼゼロに近い。それに対し同図(a)のシルト層のある場合は、下部層と上部層のそれぞれの方から並行的に再堆積が生じ、下部層の再堆積部分では動水勾配はゼロに近いが、上部層では下の水膜からシルト層を通して上部に向かう浸透流の影響を受けて、動水勾配が明らかに傾斜している。上部層と下部層の水圧分布をシルト層の位置まで外挿すると、シルト層の上下の水圧が明らかに食い違ってくる。この水圧差がシルトの薄層に動水勾配として加わっていることが理解できる。

下部層の過剰間隙水圧は、水膜が水平に連続する限り、本来は水膜より上部の砂層による有効応力と等しい値に保たれるはずであることは力のつり合い条件から容易に理解することができる。ところが図-6(a)からわかるように、この間、水膜は存続しているにもかかわらず、水圧は本来とるべき上部層の有効応力の約9 kPaよりもはるかに低い2 kPaくらいまで低下している。これは、円筒土槽の内壁と砂の間の摩擦が大きな影響を及ぼしているためと考えられる⁸⁾。自然地盤では摩擦が働かないため、下部層の水圧は図-5(a)に示した p_2 時点の値を保持し、その間、上

部層の水圧は液状化の終息とともに低下する。このため、シルト層に加わる動水勾配は摩擦のある今回の実験よりもはるかに大きくなり、その分シルト層の浸透破壊の可能性が高まると考えられる。この破壊が生じるきっかけとしては自然地盤におけるシルト層の分布の不均質性や液状化に伴う地盤の流動変位などが考えられるが、シルトの塑性の性質などにも依存すると思われる。破壊により水膜の存続時間は短縮されるが、一方、後に述べるように、破壊に伴いすでに液状化が沈静化した上部層の一部が限界値以上の動水勾配を受け、再び部分的に液状化することも考えられる。このように摩擦の作用する本模型実験の結果は自然地盤とは定量的には異なる面があるが、定性的には水膜の生成機構やそれに伴う地盤の再堆積・沈下プロセスを表現し得ていると言えよう。

図-7は前述までの実験と同じ条件で、シルト層より下の下部砂層の初期相対密度を広い範囲で変化させたときの、水膜の最大厚さと水膜存続時間の変化をプロットしたものである。これはあくまで定性的傾向を示すにすぎないが、それでも両者の値は相対密度に対しほぼ反比例の関係にあり、密度が緩くなるにしたがい水膜の規模や影響は急激に大きくなる傾向があることが示唆される。

3.2 2層系砂層の実験

上述の実験結果から透水性の低いシルト層の直下で水膜が形成されることがわかった。そこで、透水性の高い砂の上に透水性の低い砂が載った2層系砂層で水膜が形成されるかを検討した。3.1と同じ実験装置に図-4に示す粒度分布を持つ粗砂と細砂を各々90 cm厚さで水中堆積させ、おなじ方法で液状化させた。液状化直後に層境界面に激しい砂の動きが現れるが、2～3秒間続いたあと上方に消滅する。すなわち、この場合は前述のケースのような明瞭な水

図-7 下部砂層の相対密度に対する水膜の最大厚さと水膜存続時間の関係

図-8 2層系砂層の沈下量の時間変化

膜は生成されない。図-8はこの場合の砂層表面と境界面の沈下量の経時変化を示しているが、 p_2 まで並行的に沈下したあと表面の沈下速度は大幅に減少しており、 p_2 - p_3 の間で下部からの浸透流により上部層は体積膨張を起こしているものと推定される。

図-9は過剰間隙水圧の深さ方向の分布の時間変化を示している。3.1のケースと異なり、間隙水圧の消散は下部層底部から上部層に向かって順番に生じ、境界面で明瞭な圧力の食い違いは見られない。

3.3 3層系砂層の実験

3.2の実験から上層が透水係数が低くても、単なる2層

図-9 2層系砂層の過剰間隙水圧の時間変化

図-10 3層系砂層の沈下量と水膜厚さの時間変化

系の層境界では水膜は形成されないことがわかった。そこで、つぎに透水性の低い砂の上下に透水性の高い砂が存在する3層系砂層で水膜が形成されるかを検討した。前述と同じ砂を用い、下から層厚が93cmの粗砂、5cmの細砂、97cmの粗砂の順で水中に堆積させ、全く同じ手順で実験を行った。この場合には明瞭な水膜が細砂層の直下に生成された。上部層・下部層表面の沈下量と水膜厚さの経時変化を図-10に示す。これを図-5(a)に示したシルトシームの場合と比較すると、砂とシルトの透水性の違いにより沈下や水膜の継続時間は短い、変化傾向はよく似ていることがわかる。図-11は間隙水圧の鉛直分布の時間変化を示しているが、シルト層の場合と同様に上部層と下部層で同時に水圧の消散と土粒子の再堆積が起きていることがわかる。この並行的な再堆積によって、両者に挟まれた中間層に高い上向き浸透圧が作用することになる。この浸透圧が中間層に浸透力を及ぼし、すでに再堆積した上部層の底部に押しつけることにより中間層の水膜層への落下を防ぎ、よって安定した水膜が生成されると解釈できる。

図-11 3層系砂層の過剰間隙水圧の時間変化

図-12 水膜生成メカニズムの概念

3.4 水膜生成のメカニズム

図-12のような3層系地盤の概念図により力のつり合いを考える。この場合、中間層と上部層の中での動水勾配 i_m, i_u は、

$$i_m H_m + i_u H_u = \alpha \left(\frac{\gamma'_m}{\gamma_w} H_m + \frac{\gamma'_u}{\gamma_w} H_u \right) \quad (1)$$

で表される。ここに、 H_m, H_u と γ'_m, γ'_u はそれぞれ中間層と上部層の層厚と水中重量であり γ_w は水の重量である。 α は円筒土槽壁面と砂との摩擦による有効上載圧の低減率で0から1の間の値を取る。中間層と上部層での浸透速度は等しくなくてはならないから

$$i_m k_m = i_u k_u \quad (2)$$

ここに、 k_m, k_u は各層の透水係数である。式(1)と式(2)から、中間層の動水勾配が次式により表される。

$$i_m = \alpha \frac{(\gamma'_u H_m + \gamma'_u H_u) / \gamma_w}{H_m + (k_m / k_u) H_m} \quad (3)$$

水膜が形成される条件はこの動水勾配による浸透力 $i_m \gamma_w$ が中間層の水中重量 γ'_m を上回ることであるから、そのためには中間層の層厚は次式を満足しなければならない。

$$H_m < \frac{\alpha \gamma'_u - (k_m / k_u) \gamma'_u}{(1 - \alpha) \gamma'_m} H_u \quad (4)$$

原地盤では $\alpha = 1$ であることを考えると、 H_m は無限大となり、中間層の層厚に制限はないことになる。すなわち、水膜が形成される条件は(a)中間層の透水性が低い、(b)中間層と下部層の境界に連続性がある、(c)低透水性の中間層よりも上から下の浸透力を支えることのできる反力層(すでに液状化が収まったかあるいは最初から液状化しない層)があるというようにまとめられる。しかし、中間層が薄い場合はこの考えがほぼあてはまるが、厚くなるとその中の過剰間隙水圧の影響が無視し得なくなるため、現象はもっと複雑になると考えられる。今後この考察の結論を実証的に裏付けていくためには、模型実験での円筒土槽壁面の摩擦の軽減が鍵となろう。

4. 水膜が側方流動に及ぼす影響に関する2次元砂層模型実験

砂地盤が液状化して、上述のように水膜が生じた場合、せん断抵抗ゼロの複数の水膜層が地中に存在する状態となり、それが地表面が傾斜していたり段差がある地盤の側方流動に大きな影響を及ぼすと考えられる。その影響を定性的に把握するために振動台による小型模型実験を行った。

高さ500mm、幅800mm、奥行き400mmの亚克力透明矩形土槽に水を満たし、そこに細砂を降らせて、密度の緩い砂層斜面を作製した。その途中で図-13に示すように斜面中に非塑性シルトからなる厚さ約4mmの円弧状のシルト層を挟み込んだ。比較のために、シルト円弧のない均質な砂層斜面の実験も行った。用いた土質材料の粒度分布は図-4に示すとおりである。空圧式振動台により3Hzの正弦波振動を断面と直交する方向に加えて砂層を液状化させ、振動中と振動後の斜面の流動を土槽側壁に張り付けた乾燥面の動きのビデオ映像で測定し、過剰間隙水圧も測定した。

図-14(a), (b)にシルト円弧の有無の2ケースについての流動モードの比較を示す。また、図-15(a), (b)には砂

図-13 透明矩形土槽中に作成したシルト円弧を含んだ飽和砂層斜面と振動台

図-14 シルト円弧の有無による飽和砂層斜面の流動モードの対比

層の代表的箇所(図-15(c)に示す)の流動量(流動増分ベクトルの長さの総和)の時間変化を示す。これよりシルト層のない場合は斜面の流動により断面の連続的な変形のみが生じるが、シルト層のある場合は連続的な変形のみでなく、シルト層に沿った不連続的な変形が明瞭に現れることがわかる。さらに、前者では流動がほぼ振動継続中のみに限られているのに対し、後者ではその後も流動が継続している

図-15 シルト円弧の有無による飽和砂層斜面の流動量時間変化の対比

ことがわかる。目視と写真撮影により、この時期にシルト層の直下に薄い水膜が連続的に生じていることが観察でき⁸⁾、これに沿って振動終了後も不連続な流動が継続的に生じたことがわかった。

ここでは問題を単純化し水膜の影響が明瞭に現れるように斜面中に円弧状のシルト層を導入したが、実際の砂層ではシルト層で代表される低透水層は通常水平方向に連続性

図-16 透明矩形土槽中に作成した水平シルトシームを含んだ飽和砂層斜面と振動台

を持って分布していることが多い。そのような地盤条件を想定して、図-16に示すように斜面上部に2枚の水平シルト層を入れた実験も行った。砂層の作成条件、振動条件は前述のとおりである。図-17(a), (b)はシルト層の有無による振動中および振動終了後の断面の変形量の対比を示している。また、図-18(a), (b)には砂層の代表的箇所の流動量(流動増分ベクトルの長さの総和)の時間変化を示す。この実験結果より、シルト層がない場合は流動はほぼ振動中に限られるのに対し、シルト層が挟在する場合には直下に水膜が生じ振動終了後も2つのモードにより流動が生じていることがわかる。一つは、前述の円弧シルトと同様な水膜を通る不連続な滑りであり、振動によってわずかに傾斜したシルト層に沿って斜面側にゆっくりと滑動している。もうひとつのモードは、その途中段階で、滑動により生じた弱部からシルト層が破断し、上部層に水膜の余剰水が流入し局所的に再液状化することによる生じる滑りである。このような破壊モードと流動量は均質砂では見られず、地盤の成層構造がもたらす特性と言えよう。

5. ま と め

本論ではまず最初に2箇所の砂地盤の露頭において粒度の深度分布を調査した結果を紹介した。そして、浚渫埋立地盤においては1~2mごとに細粒分を多く含んだ層が出現すること、大河川下流域の砂地盤においても粒度分布は深度方向に変化を示し、複数の細粒層が挟まれていることを示した。このような成層構造が砂地盤の液状化時に及ぼす影響を調べるために2種類の模型実験を行った。これより、低透水層を挟んだ実際の砂層の液状化時の水膜の生成メカニズムとそれがかかわる流動破壊のメカニズムについて、以下の主な知見が得られた。

① 緩い飽和砂の液状化時には、砂層に含まれる低透水層の直下で下部から絞り出された間隙水が貯留されて、水膜が形成される。水膜の厚さや存続時間は下部砂層の相対密度が小さくなるほどそれに反比例的に増大する。

図-17 水平シルトシームの有無による飽和砂層斜面の流動モードの対比

② 下部の高透水層と上部の低透水層からなる2層系砂層では層境界に安定的な水膜は生じない。一方、高透水層の間に低透水層を挟んだ3層系砂層では水膜は生成する。両者の対比により、水膜の生成は、下部からの浸透水の浸透力が低透水中間層をさらに上にある反力層に押しつけることにより可能となると解釈できる。

図-18 水平シルトシームの有無による飽和砂層斜面の流動量時間変化の対比

③ 水膜の発生しない均一砂層の流動破壊はほぼ振動中のみ生じ、連続的なモードで生じる。これに対し、砂層で水膜が発生すると、地盤の流動破壊は振動終了後も継続し、非常に勾配が小さな水膜に沿って不連続的に生じる。

④ 水膜が存続する限り、その厚さにかかわらず水膜下の砂層の過剰間隙水圧は上載有効応力に等しい値に保持されるため、低透水層には大きな浸透力が働く。その浸透力により低透水層が破られると、上部層は局部的に再液状化し不安定化する可能性がある。

以上のように、緩く堆積した砂層においては液状化時に低透水層の直下に水膜が形成され、それが流動破壊のモード、タイミング、流動量などの評価に大きな影響を及ぼす可能性が明らかになった。ここで行った側方流動の模型実験は実地盤に比べてスケールが非常に小さいため、その結果の実地盤への適用性が問題とされよう。とくに両者での

拘束圧(封圧)の大きな違いが問題となろう。しかし、側方流動を支配する砂のダイレイタンス現象(せん断変形にともない体積変化を生じる現象)は拘束圧が大きいほど膨張側から収縮側に変化することは土質力学の限界間隙比の概念から明らかであり、これほど小さな拘束圧の下で見られた水膜を介した流動現象は高拘束圧の実地盤ではさらに顕著に表れることは議論の余地がない。したがって、この研究で得られた結果は実地盤においても定性的には十分適用性を有すると言えよう。

このように、水膜現象は、最近の地震で相次いで起きた河川や海沿いなどの液状化地盤における流動現象の発生メカニズムの説明に不可欠であると言える。一方、海洋地質の分野においては、地震をきっかけとして海底地滑りが生じることはよく知られている。最も最近では、トルコの1999コジャエリ地震においてイズミット湾南岸沿いに起きた海底地滑りにより土地の流失が生じ、大きな被害を与えている。傾斜した海底に層状に緩く堆積した砂礫が、地震動により液状化したあと地滑りを起こすメカニズムにおいて、ここで述べた水膜現象がやはり深くかかわっていることが考えられる。今後はこのような方面においても、成層構造を重視した地滑り発生メカニズムの検討が行われることを期待したい。

引用文献

- 1) KAWAKAMI, F. and ASADA(1966) : Damage to the ground and earthstructures by the Niigata earthquake of June 16, 1964, *Soils and Foundations*, Vol. VI, No.1, pp. 14-30.
- 2) SEED, H. B.(1987) : Design problems in soil liquefaction *Journal of Geotechnical Engineering Division, ASCE*, Vol. 113, No. GT8, pp.827-845.
- 3) BERRILLJ. B., CHRISTENSEN, R. J., KEENAN, R. J., OKADA, W. and PETTINGA, J. R.(1997) : Lateral spreading loads on a piled bridge foundation, *Seismic Behavior of Ground and Geotechnical Structures*, Proc. of Special Technical Session on Earthquake Geotechnical Engineering in ICSMGE in Hamburg, pp.153-183,
- 4) BOUCKOVALAS, G. D., GAZETAS G. and PADADIMTRIIOU, A.G.(1999) : Geotechnical aspects of the 1995 Aegion, Greece, earthquake, *Proc. of 2nd International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, Vol. II, pp.739-748,
- 5) HAMADA, M.(1992) : Large ground deformations and their effects on lifelines : 1964 Niigata earthquake, *Case Studies of Liquefaction and Lifeline Performance during Past Earthquakes*, Vol.1, Japanese Case Studies, pp.3.1-3.123.
- 6) 國生剛治・渡辺一洋(1997) : 液状化地盤の側方流動に及ぼす水膜現象(WFE)の影響, 土木学会, 第24回地震工学研究発表会講演論文集, pp.545-548.
- 7) KOKUSHO, T., WATANABE, K. and SAWANO, T.(1998) :

- Effect of water film on lateral flow failure of liquefied sand, Proc. 11th European Conference on Earthquake Engineering(Paris).
- 8) KOKUSHO, T.(1999) : Formation of water film in liquefied sand and its effect on lateral spread, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, *American Society for Civil Engineers*, Vol.125, No.10, pp.817-826.
- 9) 國生剛治・故島哲朗(1998) : 液状化地盤の流動メカニズムに与える水膜現象(WFE)の影響に関する模型実験, 地盤工学会, 地震時の地盤・土構造物の流動性と永久変位に関するシンポジウム発表論文集, pp.313-316.
- 10) 國生剛治・澤野珠揮・故島哲朗・中野孝威・野中のぞみ(1998) : 液状化砂層の側方流動に及ぼす水膜の影響とその生成条件, 第10回日本地震工学シンポジウム発表論文集, pp.1463-1468.
- 11) 國生剛治(1999) : 水膜現象が液状化砂層の側方流動へ与える影響, 土と基礎, Vol.47, No.4, pp.103-106.
- 12) KISHIDA, H.(1998) : Damage to reinforced concrete buildings in Niigata City with special reference to foundation engineering, *Soils and Foundations*, Vol. VI, No.1, pp.71-88.

(1999年10月4日受付, 2000年1月19日受理)

Jour. Japan Soc. Eng. Geol., Vol.41, No.2, pp.77-86, 2000

Emergence of Water Film in Layered Sand due to Seismic Liquefaction and Its Effect on Soil Stability

Takaji KOKUSHO

Abstract

In order to investigate the effect of heterogeneously stratified structure of loose sand during seismic liquefaction, two types of model test have been carried out. In a simple one-dimensional model test, it is found that a water film is easily formed beneath a less permeable sublayer in a liquefied loose sand and sustained still after the resedimentation of sand. The mechanism for formation of a stable water film may be explained by a upward seepage force exerted by water flow from liquefied sand acting against an overlying reaction layer. 1G shake table tests are then carried out for two-dimensional slope models with seams of silt within a saturated sand. Water films formed beneath silt seams enables soil mass above them to laterally flow along water films not only during but also after shaking as sometimes witnessed in past earthquakes. While, in the case without silt, the soil deforms mostly during shaking and almost stops after that. If the silt seam breaks due to excessive hydraulic gradient, it may trigger re-liquefaction in the upper sand sublayer and lead to further instability. Thus, the emergence of water film in layered sand during seismic liquefaction have been clarified together with its significant effect on the soil instability in terms of failure mode, timing, etc. .

Key words : liquefaction, lateral flow, stratification, permeability